KLEINTEKTONISCHE BRUCH- UND FLIESSDEFORMATIONEN IM FALTENJURA

Verkürzte Fassung der
INAUGURALDISSERTATION

zur
Erlangung der Würde eines Doktors der Philosophie

vorgelegt der

Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Basel

von

Hans Martin Wohnlich
aus Egnach (Thurgau)

Basel, 1969

1967

KLEINTEKTONISCHE BRUCH- UND FLIESSDEFORMATIONEN IM FALTENJURA

Verkürzte Fassung der
INAUGURALDISSERTATION

zur
Erlangung der Würde eines Doktors der Philosophie

vorgelegt der

Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Basel

von

Hans Martin Wohnlich
aus Egnach (Thurgau)

Basel, 1969

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Genehmigt von der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag der Herren Professoren Dr. H. LAUBSCHER und Dr. L. VONDERSCHMITT.

Basel, den 28. November 1967.

Herrn Hans Martin WOHNLICH wurde von der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Basel am 28. November 1967 erlaubt, diese verkürzte Fassung seiner am 28. November 1967 genehmigten Inauguraldissertation drucken zu lassen. Die vollinhaltliche Arbeit mit dem Titel

Kleintektonische Bruch- und Fliessdeformationen im Faltenjura

kann eingesehen oder entliehen werden:

1. im Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Basel,
2. in der Universitätsbibliothek Basel,
3. in der Schweizerischen Landesbibliothek in Bern.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	1
Zusammenfassung	2
Abstract	3
Einleitung	4-5
A. Zur Bruchdeformation	6-11
B. Zur Fliessdeformation	12-17
C. Topographien von Bruchflächen	18-28
Literatur	29-33

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546022_0086

Vorwort

Die vorliegende Arbeit stellt eine gekürzte Fassung meiner Dissertation dar, in welcher versucht wird, sicht- und messbare tektonische Daten aus dem schweizerischen Faltenjura in einer Analyse zu verarbeiten. Diese Untersuchungen wurden 1963 - 1967 durchgeführt.

Für das Zustandekommen der Dissertation schulde ich besonderen Dank

- Herrn Prof. H.P. Laubscher, auf dessen Anregung und unter dessen Anleitung die Dissertation entstanden ist,
- Herrn Prof. L. Vonderschmitt für die Ueberlassung von Originalaufnahmen und für sein Interesse an meiner Arbeit,
- Herrn Prof. F. Kobold, Vorsteher des Instituts für Geodäsie und Photogrammetrie der ETH, Zürich, sowie seinen Mitarbeitern, für die unentgeltliche photogrammetrische Auswertung der tektonischen Flächen (Fig.5-9).
- Frau E. Stutz, Herrn H.R. Fischer und Herrn Paulus für ihre Unterstützung und Mithilfe beim Programmieren von verschiedenen Berechnungen für den Computer.

Zusammenfassung

Aus messbaren, geometrischen Daten werden die Kinematik und Dynamik von geologischen Einheiten im Verlaufe der Gebirgsbildung des Juras quantitativ zu erfassen versucht. Im Abschnitt A werden Bruchdeformationen im Malmkalk untersucht. Bruchflächen-Systeme werden mit der Kinematik in Zusammenhang gebracht. Ebene, subparallele Systeme und nicht-ebene, nicht-parallele Systeme können auf verschiedenartige Entstehungs-Ursachen zurückgeführt werden. Für den gebirgsbildenden Horizontalschub werden mehr als 350 at gefordert. Der Abschnitt B behandelt die viskose Fliessdeformation von Anhydritlagen im Gipskeuper. Mit Hilfe eines allerdings nur sehr annähernd gültigen rheologischen Modells wird das Viskositätsverhältnis zwischen Anhydrit und Mergelbettung auf etwa 20 geschätzt. In einem Fall konnte im Kern einer Falte eine Materialwanderung in b-Achse gemessen werden ($\varepsilon_b = + 0{,}14$). Der Abschnitt C befasst sich mit der topographischen Darstellung von tektonischen Flächen mit Hilfe der Stereophotogrammetrie. An fünf Beispielen wird das unterschiedliche Relief von Bruch- und Ueberschiebungsflächen gezeigt und insbesondere der Anteil der kinematischen Ueberprägung statischer Bruchflächen zu erfassen versucht.

Abstract

Measurable small-scale tectonic features have been compiled and analyzed in order to elucidate the influence of static stress distribution, rheology and kinematic effects (notably friction) on the fate of different rock units during Jura deformation.

A. Static fractures in the competent Malm limestones may be divided into planar, subparallel systems which may be treated statistically by standard methods (as used in petrofabric analysis), and non-planar, non-parallel systems for which new ways of presentation and analysis are sought such as comparison with theoretically or experimentally known patterns of stress distribution.

B. The upper Triassic anhydrite-marl-dolomite system of the Belchen tunnel shows flow structures. An attempt is made to use two-dimensional viscous folding models for a dynamic analysis, although deformation is neither plane or New-tonian. A very tentative figure for the viscosity ratio between marl and anhydrite is 20. Axially directed extension in the core of one fold is ε_b = + 0.14.

C. The kinematic effects on fracture surfaces show up in photostereogrammetric maps of their microrelief, but analytical treatment is not feasible.

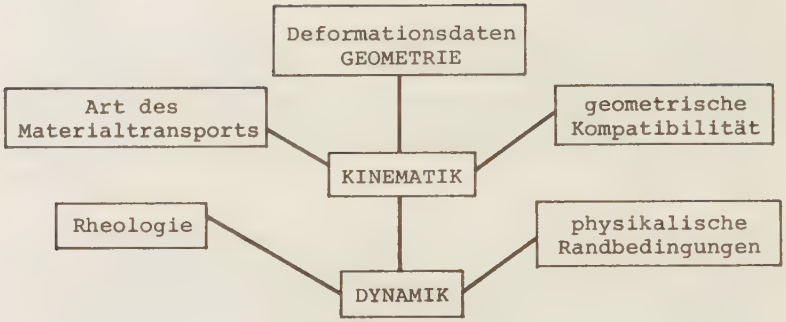
Einleitung

Da tektonische Gesteinsdeformationen ihrer Natur nach physikalische Erscheinungen bilden, muss zu ihrer Beschreibung eine physikalisch-rheologische Betrachtungsweise gewählt werden.

Eine erste Einteilung der Deformationserscheinungen ergibt sich, indem man die makroskopisch sichtbaren Spuren in bruchlose und bruchhafte einteilt. Die Methoden der Beschreibung und Berechnung müssen sich nach dieser äusserlichen Erscheinungsform richten. Zur Beurteilung der Deformationsart werden geometrische Daten herangezogen. Die sicht- und messbare Geometrie eines geologischen Körpers ist aber nur das Endprodukt einer langen Reihe von äussern Einwirkungen. Je genauer die Wirkungsweise bekannt ist, desto präziser kann der Deformationsablauf erfasst bzw. der Ausgangszustand eines Körpers beschrieben werden. Ueber die physikalischen Prozesse, die die heute sichtbaren Deformationsspuren hervorgebracht haben, sind wir unterschiedlich orientiert. Die Gründe sind folgende:

- Begrenztheit der Beobachtungsmöglichkeiten,
- fehlende theoretische Grundlagen,
- mangelnde Kenntnis der gegenseitigen Beeinflussung von verschiedenen Faktoren über lange Zeiträume.

Ein Idealfall findet sich dort, wo der Deformationsmechanismus schrittweise verfolgt werden kann. Die Untersuchung, welche sich auf eine tektonische Analyse stützt, bezweckt eine Antwort auf die Frage nach Grösse, Richtung und wenn möglich Zeitpunkt der verursachenden Kraftverteilung. Die Frage nach der Ursache sprengt diesen Komplex. Für den Gang der Untersuchung empfiehlt sich das folgende Schema (vgl. LAUBSCHER, 1965):



Geometrie: Bestandesaufnahme aller erreichbaren Deformationsdaten und systematische Beurteilung ihrer räumlichen Beziehungen.

Kinematik: Ausarbeitung eines Bewegungsplanes der mobilisierten Gesteinselemente von ihrer ursprünglichen bis zur heutigen Lage. Berücksichtigung der innern und äussern Bedingungen.

Dynamik: Kräftemässige Erfassung des totalen Deformationsablaufes, wenn möglich unter Berücksichtigung der Deformationsraten.

Eine Beurteilung der dynamischen Verhältnisse, die zur Deformation führten, gelingt umso genauer, je besser die Voraussetzungen bekannt sind. Meist müssen in diesem Punkt jedoch mangels Kenntnissen Abschätzungen und Grenzwerte in Rechnung gestellt werden.

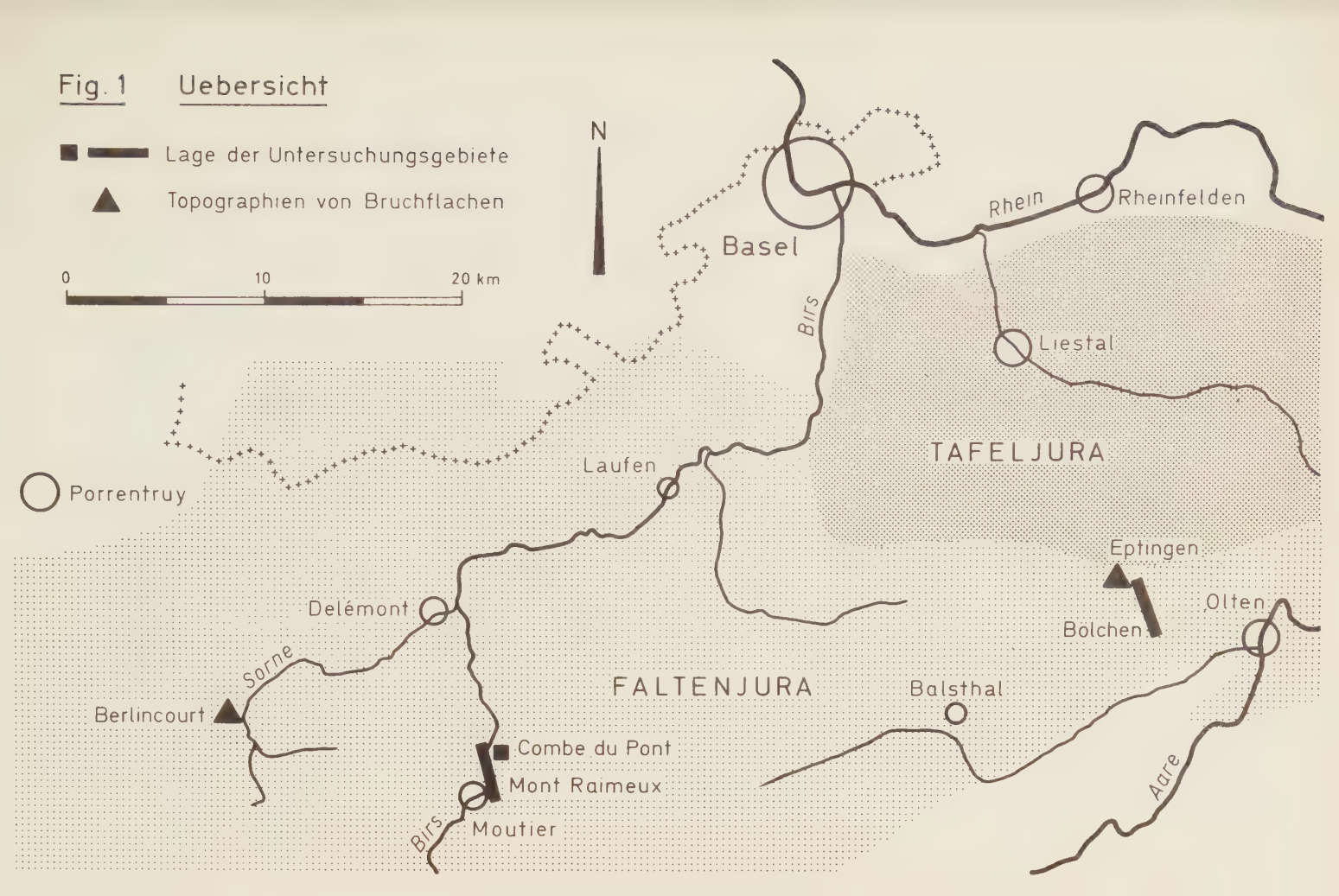


Fig. 1 Uebersicht
Lage der Untersuchungsgebiete
Topographien von Bruchflachen
0
10
20 km
N
Basel
Rhein
Rheinfelden
Birs
Liestal
TAFELJURA
Laufen
Porrentruy
Eptingen
Olten
Bölchen
Delémont
Sorne
FALTENJURA
Balsthal
Berlincourt
Combe du Pont
Mont Raimeux
Birs
Moutier
Aare

A. Zur Bruchdeformation

Geologische Brucherscheinungen lassen sich nach ihrer Grösse und nach ihrer Form einteilen. Aus diesen Kriterien können auch grobe Schlüsse auf Dimension und Form der verursachenden Kräfte gezogen werden.

Geradlinige Brüche zeichnen sich i.a. durch ebene Bruchflächen und parallele oder subparallele Kluftsysteme aus, während nicht-geradlinige Brüche komplizierte, nichtebene Bruchflächen oder singuläre Brucherscheinungen in nicht-parallelen Kluftsystemen zeigen.

Lage des Untersuchungsgebiets

Zwischen Delémont und Moutier im Berner Jura wählte ich die südlichste Antiklinale, den Mt. Raimeux, in der Gegend der Combe du Pont (Fig. 1). Strukturell handelt es sich um eine asymmetrische Kofferfalte, deren Südschenkel mit ca. 80° nach S überkippt ist und deren Nordschenkel in der Gegend der Combe du Pont mit maximal 60° gegen N einfällt. Die Gesteine, welche in der Birs-Klus zutage treten, gehören dem Malm an (vgl. ELBER, 1920; SCHLAICH, 1934; VOGEL, 1934; ZIEGLER, 1962).

Die Lage der Faltenachse

Durch die Einmessung der Schichtflächen an verschiedenen Orten kann die idealisierte Körperform der Falte bestimmt werden. In unserm Fall zeigt sich, dass die Falte aus zusammengesetzten Formen besteht. Es können ein Zylindermantel und zwei Kegelmäntel mit verschiedenen Oeffnungs-

winkeln bestimmt werden. Diese Unterscheidungen ergeben sich, je nachdem, ob sich die Polmaxima auf Gross- oder Kleinkreisen im Diagramm scharen. Aus der Lage der Mantelpunkte lässt sich die Richtung der Achse im Raume ableiten.

Grundkörper	Achsenrichtung
Zylinder	79/02 E
Kreiskegel, Oeffnungswinkel 27°	82/27 W
Kreiskegel, Oeffnungswinkel 12°	85/11 W

Ebene Bruchflächen in subparallelen Systemen

An zwölf verschiedenen, so eng wie möglich umgrenzten Stellen habe ich über die ganze Falte hin total 1812 mehr oder weniger eben erscheinende Klüfte eingemessen und stereographisch dargestellt. Nach der Lage der aufgefundenen Polmaxima können insgesamt fünf Kluftsysteme (I - V) bestimmt werden. Das System I enthält die Schichtflächen (Bankungsklüftung) und wird für die Definition der Faltenform und ihrer Achsenlagen herangezogen.

Systeme II und III. Diese Bruchflächen treten in allen Messstellen auf und stehen ungefähr senkrecht zu den Schichtflächen. Werden die Maxima im Stereogramm um die Faltenachse abgewickelt, so beträgt ihre durchschnittliche Lage

II : 18,5 / 84,5 E
III : 323,5 / 83,5 SW.

Der spitze Winkel zwischen den beiden Flächen beträgt

$2\alpha = 56^{\circ}$.

Die Lage der Winkelhalbierenden stimmt ziemlich genau mit der Faltenachse überein. Da es sich vermutlich um mohrsche Brüche (Scherbrüche) handelt, kann die grösste Druckspan-

nung (σ_1) ungefähr horizontal mit einem Azimut von 351°, d.h. in SSE-NNW-Richtung, angenommen werden. Diese Brüche sind wohl zu Beginn bzw. vor der Faltungsperiode entstanden.

Systeme IV und V. Auch diese Systeme können geometrisch mit der Faltenachse in Beziehung gebracht werden. IV zeigt achsenparallele Kluftscharen, während bei V die Pollagen mit der Lage der Faltenachse zusammenfallen. Die betreffenden Bruchflächen sind oft von stylolithenartigen Zähnchen übersät. Wenn man die heutige Geometrie der Falte und die mechanischen Eigenschaften der in Frage stehenden Gesteine berücksichtigt, so sind Zerrbrüche in dieser Lage zu erwarten.

Für eine kleinere Anzahl von nur lokal auftretenden Maxima, welche zur heutigen Geometrie keine sichtbaren Beziehungen haben, sind mehrere genetische Deutungen möglich.

Quantitative Betrachtungen

Da die Lage der Systeme II und III eindeutig in einer symmetrischen Beziehung zur Faltenachse steht, darf angenommen werden, dass diese Kraft mit der faltenerzeugenden Kraft identisch ist. Damit ist die Richung der drei Hauptspannungen σ_1, σ_2 und σ_3 bekannt: σ_2 liegt ungefähr senkrecht und entspricht in der Grösse etwa dem Druck der lithostatischen Ueberlagerung, während σ_3 horizontal liegt. Bei einer angenommenen Abschertiefe von 1300 m ergibt sich für σ_2 ein Totaldruck von etwa 350 at, d.h. $\sigma_1 > 350$ at.

Fig. 2

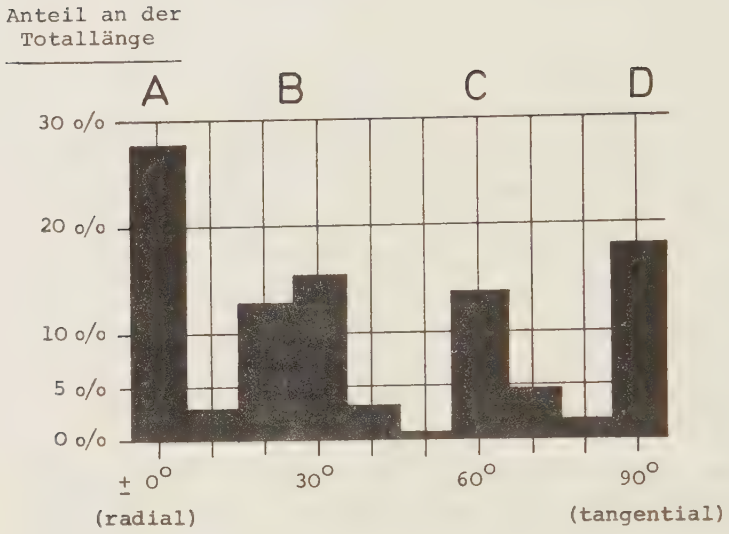
Fig. 3

Nicht-ebene Brüche in nicht-parallelen Systemen

Solche Bruchanlagen können mit der üblichen stereographischen Projektion nicht dargestellt werden. Aus diesem Grunde empfiehlt sich eine Art Grundriss-Aufriss-Verfahren und der Vergleich mit experimentell erzeugten oder theoretisch berechneten Systemen. Kinematische Effekte müssen gesondert behandelt werden. Eine numerische Erfassung aller geometrischen Eigenschaften von solchen Systemen ist vorderhand noch nicht möglich. Ebenso müssen gewisse Gefügedaten zuerst allgemeingültig und genau definiert werden, denn die Angabe von z.B. "Rauh" und "Glatt" genügt in diesem Zusammenhang nicht mehr. Einen Ausweg aus dieser Situation bietet möglicherweise eine vergleichende Beurteilung von Topographien der Bruchflächen, worauf im Kapitel C speziell eingegangen wird.

In einem Beispiel habe ich versucht, Brucherscheinungen dieser Art zu bearbeiten. Auf der Malmplatte des nördlichen Synklinalschenkels der Combe du Pont befinden sich viele bizarre Bruchmuster. Einige darunter stellen Eindruckspuren mit einem Durchmesser von ungefähr einem Meter dar. Im beschriebenen Beispiel (Fig. 2) ist ein ausgeprägtes Zentrum an der tiefsten Stelle der Bruchmusterung sichtbar, welches den Mittelpunkt von drei grundsätzlich verschiedenen Kluftsystemen bildet. Es sind dies radiale, konzentrische und spiralförmige Brüche. Wenn man die sichtbare Totallänge der Systeme mit ihren Abweichungen von der Radialrichtung vergleicht, so ergibt sich die Darstellung in Fig. 3.

Die folgenden beiden Darstellungen geben Auskunft über die geometrische Interpretation der vier vorherrschenden Kluftrichtungen, deren Maxima mit A, B, C und D benannt sind:



Maximum	Längenanteil	Geometrie des Bruchsystems
A	27,9 %	Radiale Richtung in bezug auf das Deformationszentrum
B	15,4 %	Logarithmische Spiralen in einem Winkel von ± 20 bis 30° gegenüber den Radien
C	13,6 %	Logarithmische Spiralen in einem Winkel von ca. ± 60° gegenüber den Radien
D	18,0 %	Tangentiale bzw. konzentrische Richtung in bezug auf das Deformationszentrum

Die dynamische Interpretation der geometrischen Beziehungen ergibt die nachfolgende Zuordnung der Hauptspannungen:

Geometrie	σ_1	σ_2	σ_3
radiales System A	radial	senkrecht zur Schicht-fläche	tangential, Zugspannung
Spiralsystem B	radial	senkrecht	tangential, Druckspannung oder leichte Zugspannung
Kreissystem D	senkrecht	tangential	radial, wenn - Zugsp.: Zerrbrüche - Drucksp.: Abschiebungen

Zwischen A und B einerseits und D anderseits ist eine Umpolung der Hauptspannungen notwendig. Es kann darauf hingewiesen werden, dass solche Veränderungen der dynamischen Situation auch für das Auftreten von Ueberschiebungen bzw. Faltung und Transversalverschiebungen im Jura gefordert werden müssen. - Das System C endlich entsteht vermutlich durch Ausstrahlung von radialen Klüften aus einem weiter oben in derselben Schichtplatte gelegenen ähnlichen Zentrum. Mehrere Radialklüfte schneiden sich in einem Winkel von ungefähr 60°.

Bei diesem untersuchten Fall kann als Arbeitshypothese angenommen werden, dass ein harter, runder oder linsenförmiger Körper auf die Gesteinsplatte gedrückt wurde. Ueber das relative Alter der Bruchsysteme kann keine Aussage gemacht werden, da keine gegenseitigen Versetzungen beobachtet werden können.

B. Zur Fliessdeformation

Die Vorgänge bei der Fliessdeformation konnten am tektonischen Verhalten von Anhydrit in einem leider nur temporär zugänglichen Aufschluss studiert werden. Die untersuchten Schichten gehören der Gipskeuper-Formation an (Fig. 4). Da der Anhydrit in Lagen von tonigem und mergeligem Nebengestein eingebettet ist, konnte gleichzeitig das unterschiedliche tektonische Verhalten der verschiedenen Gesteinstypen studiert werden.

Im Rahmen des Bauprogramms der Nationalstrasse N 2 (Basel-Chiasso) wurde zwischen Eptingen (Kanton Baselland) und Hägendorf (Kanton Solothurn) durch die Jurakette des Bölchen ein Autobahntunnel erstellt. Die geologische Bearbeitung und Oberaufsicht lag in den Händen von Prof. Dr. L. Vonderschmitt. Die wissenschaftliche Bearbeitung der tektonischen Verhältnisse während des Baues geschah durch ein Forschungsprojekt des Schweizerischen Nationalfonds (Nr. 3387) unter der Leitung von Prof. Dr. H.P. Laubscher vom Geologischen Institut der Universität Basel. Die Bearbeitung des Projekts an Ort und Stelle dauerte vom Juli 1964 bis September 1966.

Lithologie

Der Tunnel durchfährt die Keuperformation auf einer Totallänge von über 1550 m. Da das Gestein sehr stark verfaltet und verschuppt ist, werden gleiche stratigraphische Abschnitte in verschiedenen Zuständen angetroffen. So konnte eine spezielle Anhydritlage z.B. 17 mal beobachtet werden. Aus dem unterschiedlichen Zustand können Vergleiche gezogen werden. Für diesen Zweck eigneten sich besonders drei Anhydrithorizonte (A_1, A_2, A_3), welche im untern Teil der Gipskeuper-Formation liegen.

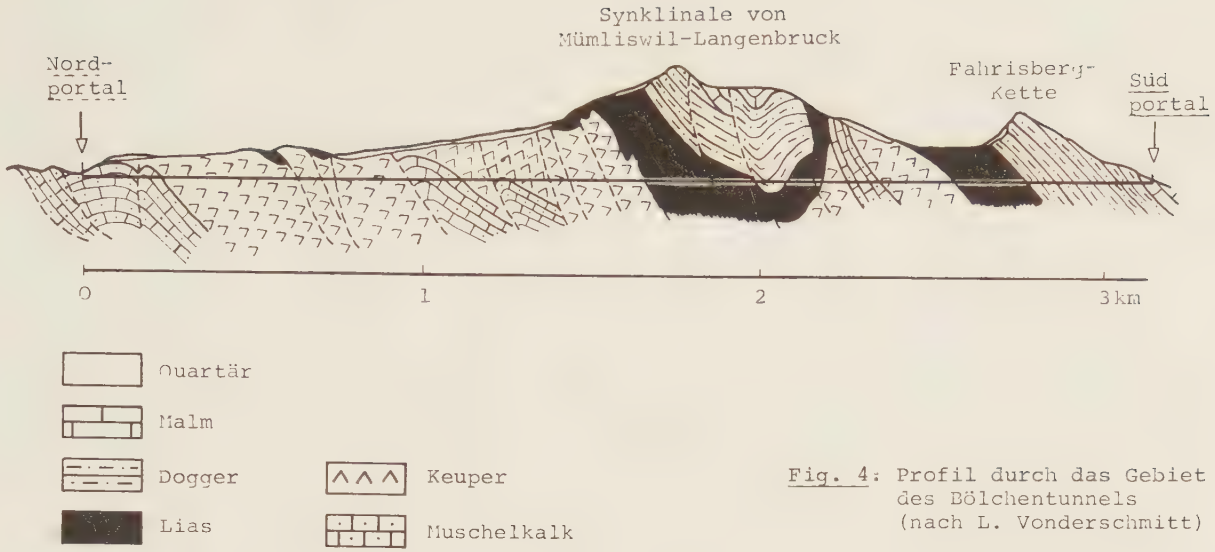


Fig. 4: Profil durch das Gebiet des Bölchentunnels (nach L. Vonderschmitt)

Rheologie

Als Modell zur Berechnung von Deformationszuständen im Anhydrit wurde der Maxwell-Körper gewählt. Das exakte rheologische Verhalten des Gesteins ist bestimmt von komplexerer Natur, als es dieses Modell wiederzugeben vermag, jedoch sind viele Eigenschaften des Anhydrits noch nicht mit einer Genauigkeit bekannt, die eine kompliziertere Modellvorstellung rechtfertigen würde.

Die beiden Deformations-Parameter des Maxwell-Körpers, E und η, werden aufgrund von Messungen am Objekt und in Vergleichen mit ähnlichen Materialien angenommen zu

$$E = 500\,000 \text{ at}$$

und $\eta_1 = 10^{18}$ poise für ein sprödes Modell bzw.

$\eta_2 = 10^{15}$ poise für ein duktiles Modell.

Beim Vergleich des viskosen Deformationsanteils ε_v gegenüber dem elastischen ε_e

$$\varepsilon_e / \varepsilon_v = \frac{\eta}{E \cdot t}$$

zeigt sich, dass der Anteil von ε_e in geologischen Zeiten auf praktisch null absinkt. Dadurch vereinfacht sich die Berechnungsweise insofern, als wir dem Deformationsmechanismus ein rein viskoses Verhalten zugrunde legen dürfen.

Spezielle Deformationserscheinungen im Anhydrit

Je nach der beobachteten Formänderung müssen homogene und inhomogene Deformationstypen unterschieden werden. Zur geometrischen Beurteilung von Art und Grösse der Deformation muss eine Relation zu einem undeformierten Schichtab-

schnitt gefunden werden. Diese Forderung konnte erfüllt werden, indem von allen drei in Frage stehenden Anhydrithorizonten unversehrte Abschnitte angetroffen wurden.

Homogene Deformationen

Darunter fallen Ausdünnungen und Verdickungen der Anhydritlagen, wobei die Schichtflächen eben bleiben. Es muss jedoch beachtet werden, ob ein zwei- oder dreidimensionaler Deformationsvorgang vorliegt. In einem speziellen Fall konnte in einem Faltenkern der Dilatationsbetrag des Anhydrits in Richtung der Faltenachse ermittelt werden. Der Anhydrit ist an jener Stelle von dünnen Tonmergel-Lagen durchsetzt, in welchen sich während des Fliessvorganges im Anhydrit Zerrklüfte bildeten, wodurch sich heute der Längungsbetrag feststellen lässt. An zehn orientierten Handstücken konnte die Bewegung in b-Richtung im Durchschnitt mit

$$\epsilon_b = + 0{,}14 \pm 0{,}03$$

ermittelt werden.

Inhomogene Deformationen

Darunter fallen in erster Linie die einfachen, sinusförmigen Falten, welche als einzige Formen für tektonische Berechnungen in Frage kommen. In späteren Entwicklungsstufen finden sich komplizierte Falten, wie Drag folds, Kink folds, ptygmatische Falten, deren Erscheinung für quantitative Aussagen zu komplex ist. Für Berechnungszwecke konnten total sechs Beispiele mit symmetrischen Falten berücksichtigt werden, wovon fünf demselben Anhydrithorizont (A_3) angehören. Aus der Geometrie einer Falte kann in erster Linie

auf den Viskositätskontrast zwischen dem Anhydrit (η_a) und seiner mergeligen Bettung (η_b) geschlossen werden (BIOT, 1957, 1959 b, 1961, 1964; RAMBERG, 1959, 1960, 1964). Hier taucht in Anbetracht der geologischen Zeitabläufe insofern eine Schwierigkeit auf, als unter Umständen im Zeitpunkt des effektiven Faltungsbeginns schon eine homogene Deformation in Form einer ebenen Schichtverdickung stattgefunden hat. Diese Erscheinung hält auch im Anfang der Faltungsentwicklung noch an, so dass aus der messbaren Geometrie der Schichtverformung der homogene und der inhomogene Deformationsanteil gesondert betrachtet werden müssen. In dieser Beziehung fehlen brauchbare Rechenvorschriften. Da aber die vermessenen Falten aus demselben Anhydrithorizont verschiedenen Faltungsfortschritt zeigen, so konnte durch Extrapolation der Faltenform in Funktion des Faltungsfortschritts die Geometrie der Schichtlage im Zeitpunkt des effektiven Faltungsbeginns ungefähr ermittelt werden. Unter Berücksichtigung dieses Nebeneffekts konnte für den Viskositätskontrast

$$\eta_a/\eta_b = 20$$

berechnet werden. Dieses relativ niedrige Verhältnis erklärt auch den hohen Anteil und damit die Wichtigkeit der homogenen Komponente an der Totaldeformation. Es ist im übrigen fraglich, ob unter diesen Umständen das zugrunde gelegte Modell überhaupt in genügender Annäherung gilt.

Deformationsablauf im Anhydrit-Mergel-Komplex

Gewisse Ueberlegungen zur Kinematik des Faltungsvorganges geben Hinweise dafür, dass im Verlauf der Auffaltung des Anhydrit-Mergel-Komplexes nicht alle rheologischen Voraussetzungen, wie sie der Berechnung des Viskositätskontrastes zugrunde liegen, genau zutreffen.

Was den Anhydrit betrifft, so kann gesagt werden, dass die rheologischen Annahmen über sein Verhalten im grossen und ganzen richtig sein dürften. Ausgenommen davon sind die Stellen, in welchen örtliche Spannungskonzentrationen auftreten, wie z.B. in den Faltenscharnieren. Spannungskonzentrationen wirken im Sinne einer Abnahme der Viskosität (vgl. LAUBSCHER, 1967, p.26). Andererseits haben die Mergel im Verlaufe ihrer tektonischen Beanspruchung in vielleicht stärkerem Masse als der Anhydrit eine veränderliche "Viskosität" aufzuweisen. Diese richtet sich nach dem Grad der Zerbrechung der Mergelschichten, welcher natürlich mit dem Faltungsfortschritt zunimmt. Die Möglichkeit einer rechnerischen Erfassung von veränderlichen, nicht-newtonschen Viskositäten gibt es zur Zeit noch nicht. Der oben angegebene Wert für den Viskositätskontrast muss daher mehr als eine Mittelzahl aufgefasst werden.

Am Objekt spielt sich der kinematische Deformationsvorgang etwa folgendermassen ab:

1. Reversible Deformation unterhalb der Elastizitätsgrenze. Diese Situation ist nur bei minimaler Spannung realisiert.
2. Verstärkte Beanspruchung. Erstmaliges Zerbrechen der Mergel. Fliesserscheinungen im Anhydrit. Homogene Deformationen.
3. Erreichung der Faltungsinstabilität. Fortschreitende Zerkleinerung der Mergel, welche einen hochviskosen Körper bilden. Bildung von einfachen Sinusfalten unter konstanten Spannungsverhältnissen.
4. Entartung der Faltung. Akute Raumprobleme. Starke Spannungskonzentrationen setzen die Viskosität der Mergel herunter. Schichtausdünnung und Zerreissen von Schichtgliedern. Durchmischung und völlige Auflösung des ursprünglichen Gesteinsverbandes.

Schlussfolgerungen

Die Ausführungen zeigen, dass eine quantitative Erfassung von Deformationsvorgängen am ganzen Gebirge nur in gewissen, geometrisch leicht erfassbaren Fällen möglich ist. Theoretische Grundlagen fehlen, sobald die Deformationsgeometrie eine gewisse Kompliziertheit erreicht. Abgesehen von kleinräumigen, leicht übersehbaren Arealen kann also von einer quantitativen Erfassung von kinematischen und dynamischen Erscheinungen bei Gebirgsbildungen noch nicht die Rede sein. Die Gründe liegen einerseits in den noch unerforschten Eigenschaften der Gesteine unter spezifischen äussern Beanspruchungen, anderseits fehlen die theoretischen Grundlagen weitgehend über das Verhalten von zusammengesetzten geologischen Körpern, welche sich unter speziellen dynamischen Bedingungen verformen.

C. Topographien von Bruchflächen

Wie im Abschnitt A dargelegt, ist das uns heute zur Verfügung stehende kleintektonische Inventar noch nicht in einer Weise entwickelt, dass sich damit mechanisch-funktionelle Zusammenhänge in quantitativer Hinsicht beschreiben lassen. Die topographische Erfassung einer Bruchfläche oder einer allgemeinen tektonischen Fläche bietet hingegen keine prinzipiellen Schwierigkeiten, wenigstens bis zu einer gewissen Grössenordnung hinunter. Schwieriger ist jedoch die Interpretation einer solchen "Landschaft". Abgesehen von selektiven Einflüssen durch Erosion, welche in den folgenden Beispielen wohl vernachlässigt werden dürfen, ist das Relief der Topographie vor allem von zwei Dingen abhängig:

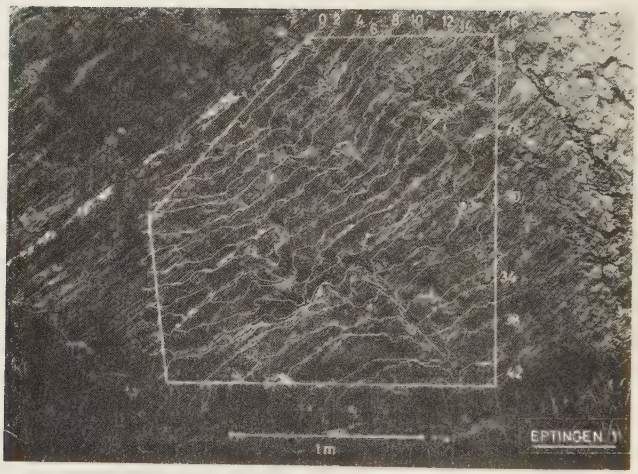
- von der Form der statischen Bruchfläche,
- von späteren Bewegungsstrukturen.

Nach der Bildung der statischen Bruchfläche wird durch diese durchgreifende Veränderung der Körpergeometrie ein neuer Spannungszustand in den Bruchstücken aufgebaut. Sollen differentielle Bewegungen zwischen ihnen stattfinden, so muss auch eine Scherspannung vorhanden sein, die grösser ist als der Reibungswiderstand. Distensive (auseinanderstrebende) Bewegungen der Bruchstücke haben keinen Widerstand zu überwinden, schaffen demzufolge kein zusätzliches Relief auf der Bruchfläche. Bleiben die Bruchflächen jedoch miteinander in Kontakt, so zeigen sie die bekannten Abnutzungs- und Reibungseffekte, welche in verschiedenen Formen und Grössenordnungen die Erscheinung der statischen Bruchfläche verändern, d.h. im Sinne von SANDER (1930, p.28) überprägen.

Praktisch ergibt sich die Frage, wie eine Trennung und damit eine Zuordnung der beiden reliefschaffenden Komponenten im Deformationsbild möglich ist.

Bewegungsstrukturen unterscheiden sich insofern von statischen Bruchstrukturen, als sie eine Bewegungsrichtung beinhalten (vgl. WAGNER, 1964, p.531). Umgekehrt sind alle Oberflächen, die linear gerichtete Elemente enthalten, vermutlich Bewegungserscheinungen zuzuordnen. Wie das im einzelnen zu geschehen hat, muss anhand von empirischen Gesichtspunkten entschieden werden.

Die absolute Grösse dieser Spuren, welche hier in erster Linie interessiert, variiert über viele Grössenordnungen, vom mikroskopischen Bereich bis in die Grösse von Dezimetern oder Metern. Sie ist von vielen Faktoren abhängig: von der absoluten Bewegungslänge, von den auf die mobilisierten Gesteinskörper einwirkenden Kräften, von der Geometrie der beteiligten Körper, von Materialeigenschaften (u.a. auch Löslichkeit), von Anisotropieeffekten.



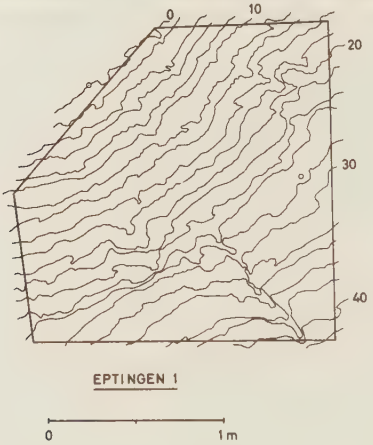


Fig. 5: Eptingen 1 Aequidistanz 2 cm

Leicht geneigte, ebene Bruchfläche. Darauf Spuren einer einfachen Translation in Form einer parallelen, durchgehenden Striemung. Das Isohypsenbild wird durch die kinematischen Effekte praktisch nicht beeinflusst, weil die Grösse der Bewegungsstrukturen im Relief unterhalb der Messgenauigkeit liegt.

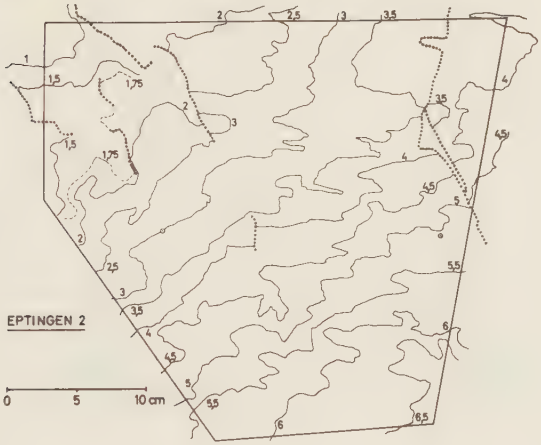


Fig. 6: Eptingen 2 Aequidistanzen 0,25 und 0,5 cm

Fast senkrechte, ziemlich ebene Bruchfläche. Darauf Spuren einer ebenen, etwa kreisförmigen Rotation der Kluftkörper. Sehr starke Beeinflussung des Isohypsenbildes, speziell in der Bildmitte. Ein Bewegungssinn kann nicht eindeutig ermittelt werden: Stossmarken deuten auf eine Drehung des entfernten Kluftkörpers im Uhrzeigersinn, Abbruchnischen von Harnischen (links oben) entsprechen eher einer Drehung in der andern Richtung. Abbruchnischen sind jedoch weniger zuverlässige Indikatoren als Stossmarken (vgl. PATERSON, 1958).

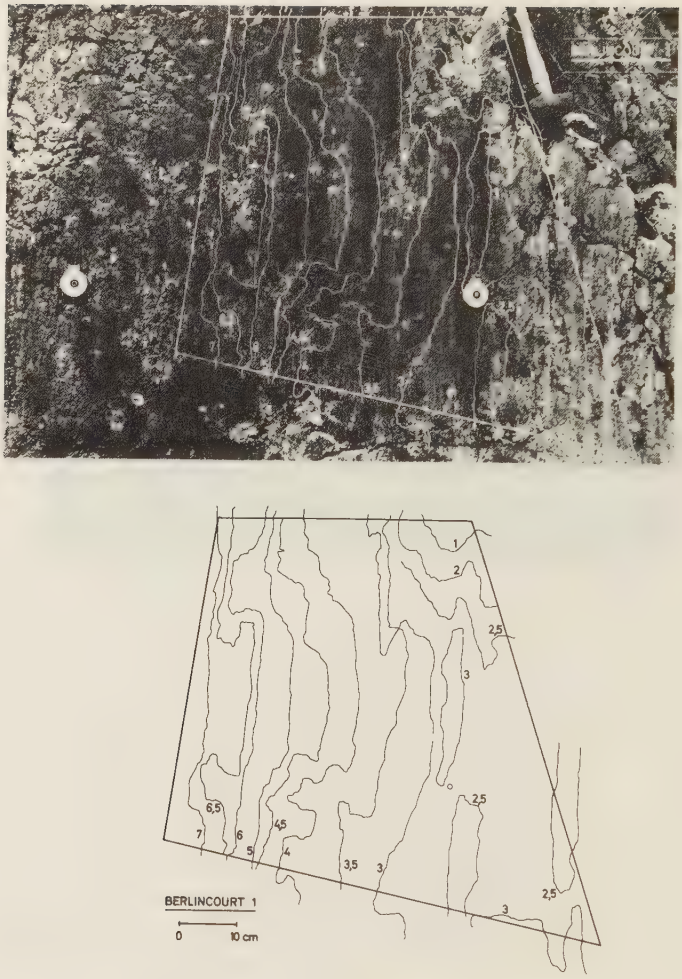
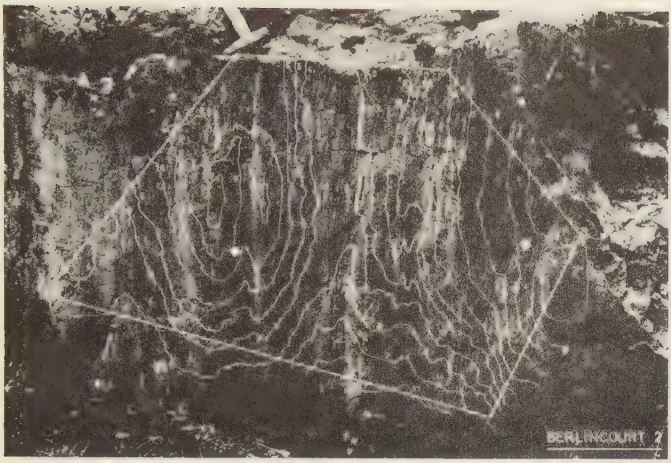


Fig. 7: Berlincourt 1 Aequidistanzen 0,5 und 1 cm

Senkrechte, ebene Schichtfläche. Kinematische Ueberprägung durch einfache Translation (Faltungsvorschub). Das Isohypsenbild wird ziemlich stark durch die Bewegungsstrukturen beeinflusst, speziell erscheinen darin langgezogene, hügelartige Erscheinungen von einer Länge von etwa 25 cm. Diese verlaufen parallel zur Bewegungsrichtung. Die Striemung, welche ebenfalls in dieser Richtung verläuft, kommt im Isohypsenbild nicht mehr zum Ausdruck. Aus kinematischen Ueberlegungen anhand der allgemeinen Tektonik geht hervor, dass sich der sichtbare Schichtkörper in bezug zum entfernten nach oben bewegt hat.



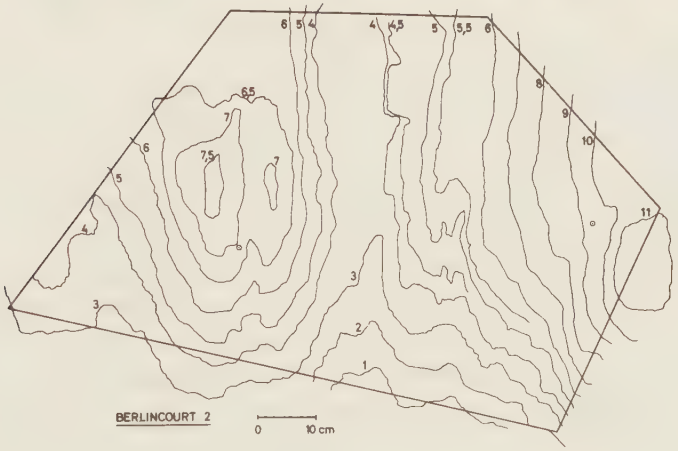
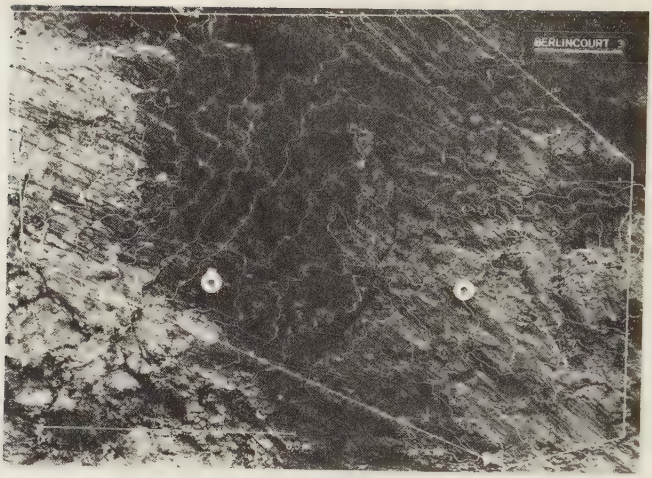


Fig. 8: Berlincourt 2 Aequidistanzen 0,5 und 1 cm

Leicht überkippte, ursprünglich wahrscheinlich ebene Schichtfläche, die durch Faltungsvorschub überprägt wurde. Aehnlicher Fall wie bei Berlincourt 1, jedoch treten die Hügelstrukturen des Reliefs auf dem Isohypsenbild stärker in Erscheinung. Die Länge des Hügels links im Bild beträgt ca. 30 cm, die Grösse der sichtbar werdenden Rillung liegt auch hier unterhalb der Messgenauigkeit. Der Bewegungssinn ist derselbe wie bei Berlincourt 1. Wendet man die bekannte Faustregel auf die sichtbar werdenden Abbruchnischen in den Harnischen an, so ergibt sie den richtigen Bewegungssinn.



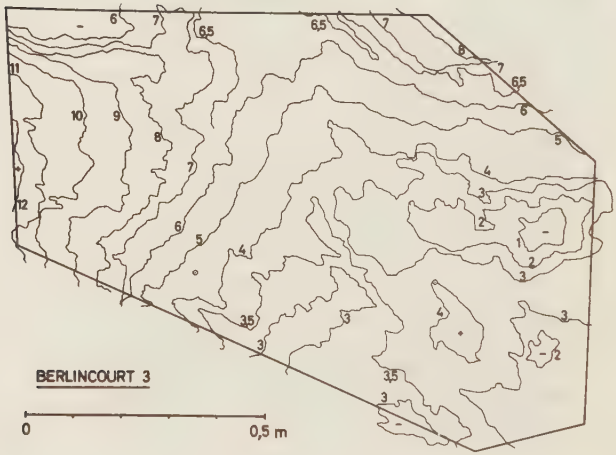


Fig. 9: Berlincourt 3 Aequidistanzen 0,5 und 1 cm

Ungefähr senkrechte Kluftfläche, deren statische Form nicht mehr rekonstruiert werden kann. Völlige Ueberprägung durch komplizierte, räumliche Rotationen der beteiligten Kluftkörper, welche wahrscheinlich mehrere Zentimeter tief unter die ursprüngliche Oberfläche reicht. Das Relief zeigt Vertiefungen und Erhebungen von unregelmässiger Form, welche durch die Isohypsen sehr gut wiedergegeben werden. Die Striemungen, die in divergierenden Bündeln sichtbar werden, bleiben auch hier unterhalb der Messgenauigkeit. Ein Bewegungssinn kann nirgends mit Sicherheit erkannt werden.

Ich habe an 5 Beispielen versucht, die Topographie von Bruchflächen im mesozoischen Kalk zu erfassen (Eptingen: Muschelkalk; Berlincourt: Kimmeridgien). Zu diesem Zwecke nahm ich aus einer Entfernung von wenigen Metern stereoskopische Bilder auf, welche am Institut für Geodäsie und Photogrammetrie der ETH in Zürich photogrammetrisch ausgewertet wurden.

Die von einem Stereographen gelieferten Isohypsenkarten habe ich in Photomontagen mit den entsprechenden Bildaufnahmen zusammengebracht. Alle Isohypsen sind auf eine im Raum senkrecht stehende, fiktive Ebene mit der Kote null bezogen. Die Aequidistanzen variieren je nach Bildgrösse und Reliefcharakter zwischen 0,25 und 2 cm.

Die vorhin beschriebenen, reliefbildenden Faktoren sind in recht unterschiedlichem Masse ausgebildet. Eptingen 1 (Fig.5) zeigt eine ungefähr ebene, geneigte Bruchfläche, worin die Bewegungsspuren wohl sichtbar werden, aber wegen ihrer Kleinheit im Rahmen des Reliefs und innerhalb der verwendeten Aequidistanz (2 cm) praktisch nicht in Erscheinung treten. Lediglich eine durchgehende, ungefähr schichtparallele Striemung ist festzustellen. Die Kerbe im untern Bildteil, die auf der Isohypsenkarte auffällig in Erscheinung tritt, rührt von einem quer durch die Schichten laufenden Bruch her. In diesem Beispiel wurde eine primär ebene Bruchfläche von Bewegungseffekten nur leicht überprägt. Es erweckt den Eindruck, dass ebenflächige Kluftkörper von einigen Kubikmetern Volumen parallel zur Schichtfläche gegeneinander verschoben wurden. Dynamisch handelt es sich offensichtlich um einen einfachen mohrschen Scherbruch.

Ein Relief, das bedeutend stärker durch Bewegungsspuren beeinflusst ist, zeigen die Bilder von Berlincourt 1 (Fig.7) und Berlincourt 2 (Fig.8). Die Reliefstrukturen werden allerdings auch durch die kleinere Aequidistanz noch mehr hervor-

gehoben. Es handelt sich hier in beiden Fällen um ehemalige Schichtflächen, auf denen ein Faltungsvorschub stattgefunden hat. Eine parallel verlaufende Striemung ist festzustellen, die aber unterhalb der Messgrenze liegt. Nur einige Abbruchstellen von Harnischen vermögen das Isohypsenbild lokal zu beeinflussen (z.B. Berlincourt 2, rechts unten).

Das eigentliche Bewegungsrelief wird jedoch durch eine zur Bewegungsrichtung parallel verlaufende Wellung gebildet, wie sie auf den meisten Bewegungsflächen, so z.B. auch bei der Vellerat-Ueberschiebung, angetroffen wird. Die Dimensionen der Wellung werden durch die photogrammetrische Wiedergabe gut erfasst, die Höhendifferenz beträgt bei Berlincourt 2 zwischen dem Wellental in der Mitte und den Erhebungen links und rechts 4 bzw. 7 cm. Erwähnenswert ist hier noch die Erscheinung, dass die Wellenberge nicht als durchziehende, ununterbrochene Hügel herauskommen, sondern in der Form von langgezogenen Rundhöckern, die in der Bewegungsrichtung auf- und abtauchen. Dieses Phänomen kann auch, jedoch weniger gut ausgeprägt, bei Berlincourt 1 beobachtet werden.

Unter der Voraussetzung, dass die ursprünglichen (statischen) Bruchflächen in diesen beiden Beispielen eben gewesen sind, kann aus dem Isohypsenbild also direkt der kinematische Deformationsanteil entnommen werden.

Die linearen Bewegungsspuren, welche bis jetzt in Erscheinung getreten sind, deuten auf einfache Translationen hin. Die Länge des Bewegungsvektors konnte in keinem Falle ermittelt werden.

Die beiden Beispiele Eptingen 2 (Fig.6) und Berlincourt 3 (Fig.9) zeigen Spuren, die auf Rotationen hinweisen. Bei Eptingen 2 handelt es sich um eine Bewegung, welche im grossen und ganzen auf einem ebenen Kreissektor stattgefunden hat,

der parallel zur Kluftfläche liegt. Dieses Isohypsenbild, welches die geringste Aequidistanz aller Beispiele aufweist (0,25 und 0,5 cm), ist praktisch nur von Bewegungsspuren geprägt. Aus der intensiven Rillung können unschwer divergierende Bewegungsrichtungen erkannt werden. Die Dimension der Rillen bewegt sich am Rande der Messgenauigkeit. Werden die Einflüsse der Rillung aus dem Isohypsenbild abgezogen, so kommt eine mehr oder weniger ebene Bruchfläche zum Vorschein, ähnlich wie bei Eptingen 1. (Die beiden Bruchflächen gehören dem gleichen Kluftsystem an, ihr Abstand beträgt ca. 10 m). Es scheint, dass bei Eptingen 2 relativ rauhe, aber ebene Bruchstücke aufeinander rotiert sind. Der Drehsinn konnte nicht eindeutig ermittelt werden (siehe Bildlegende).

Eine kompliziertere, räumliche Rotation zeigt Berlincourt 3. Das ganze Bild ist lückenlos mit divergierenden Bündeln von Bewegungsspuren überprägt. Die Topographie der ursprünglichen Bruchfläche ist völlig verloren gegangen. Auch die sichtbar werdenden Hügel und Mulden sind ohne Zweifel auf Bewegungseffekte zurückzuführen. Im Gegensatz zu Eptingen 2 greift hier die Bewegung in das Gestein hinein, wodurch an den Oberflächen der Bewegungskörper Absplitterungen erfolgen. Sich überschneidende Bewegungsspuren, die häufig als Ausdruck von verschiedenen Phasen aufgefasst werden, sind hier offenbar durch eine komplizierte Bahn der einzelnen Bewegungskörper zu erklären. Da diese unregelmässig geformt sind, bleiben sie bei Scherbewegungen an einzelnen Stellen hängen und es treten Drehmomente auf.

Aus den erläuterten Beispielen geht deutlich hervor, dass eine Rekonstruktion der Bewegungsabläufe im Detail mit grossen Schwierigkeiten verbunden ist. Nur die Fälle mit Faltungsvorschüben sind etwas einfacher in der Behandlung, da hier der Sinn der Bewegungsrichtung aus den elementaren kinematischen Ueberlegungen hervorgeht.

Eine dynamische Interpretation endlich ist noch nicht spruchreif. Wir können einzig annehmen, dass die brucherzeugenden Kräfte auch die Kinematik der entstandenen Bruchstücke bewirken.

***

Literaturverzeichnis

Diese Liste bezieht sich auf die in der vollinhaltlichen Fassung benützte Literatur und die geologischen Karten.

ASHGIREI, G.D. (1963): Strukturgeologie. VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin.

BÄR, O. (1957): Gesteinsklüfte und Rundhöcker, Untersuchungen im Aare- und Gotthardmassiv. Geogr.Helv. 1, p.1.

BARTHOLET, H.U. (1962): Geologie des Tafel- und Faltenjura zwischen Eptingen und Oltingen (BL). Diss.Naturwiss. Basel.

BAUD, R.V. u. HEIDELBERGER, K. (1955): Polarisationsoptische Tensometrie. Sonderheft "Techn.Rundschau", Hallwag, Bern.

BIOT, M.A. (1957): Folding instability of a layered viscoelastic medium under compression. Royal Soc. London Proc., ser.A, 242, p.444.

BIOT, M.A. (1959b): On the instability and folding deformation of a layered viscoelastic medium in compression. Jour.Applied Mechanics, ser.E, 26, p.393.

BIOT, M.A. (1961): Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. Geol.Soc.Amer.Bull. 72/11, p.1595.

BIOT, M.A. (1964): Theory of viscous buckling of multilayered fluids undergoing finite strain. The Physics of Fluids 7/6, p.855.

BIOT, M.A., ODÉ, H. u. ROEVER, W.L. (1961): Experimental verification of the theory of folding of stratified viscoelastic media. Geol.Soc.Amer. Bull. 72/11, p.1621.

BRACE, W.F. (1961): Mohr construction in the analysis of large geologic strain. Geol.Soc.Amer.Bull. 72/7, p.1059.

BRACE, W.F. (1964): Brittle fracture of rocks, in: State of Stress in the Earth's Crust. Elsevier New York, p.153.

BRAITSCH, O. (1962): Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten. Min. und Petr. in Einzeldarstellungen, Band 3, Springer.

BUXTORF, A. (1916): Prognosen und Befunde beim Hauenstein-basis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges. Verh.naturf.Ges.Basel 27, p.184.

CLOOS, E. (1947): Oolite deformation in the South Mountain fold, Maryland. Geol.Soc.Amer.Bull. 58, p.843.

CLOOS, H. (1936): Einführung in die Geologie. Bornträger, Berlin.

CURRIE, J.B., PATNODE, H.W. u. TRUMP, R.P. (1962): Development of folds in sedimentary strata. Geol. Soc.Amer.Bull. 73/6, p.665.

D'ALBISSIN, M. (1966): Mécanique des cristaux et des agrégats de cristaux de calcite. Cte.rend. du Premier Congrès de la Soc.Int. de Méc. des Roches, Lisbonne. Tome I, p.170.

DE SITTER, L.U. (1964): Structural Geology. Sec.Ed. McGraw-Hill.

DONATH, F.A. u. PARKER, R.B (1964): Folds and folding. Geol. Soc.Amer.Bull. 75/1, p.53.

EIRICH, F.R. (1956): Rheology, Theory and Applications. Vol. 1. Academic Press Inc., New York.

EIRICH, F.R. (1958): Rheology, Theory and Applications. Vol. 2. Academic Press Inc., New York.

ELBER, R. (1920): Geologie der Raimeux- und der Velleratkette im Gebiete der Durchbruchtäler von Birs und Gabiare (Berner Jura). Verh.naturf. Ges. Basel 32, p.38.

FISCHER, H. u. LUTERBACHER, H.P. (1963): Das Mesozoikum der Bohrungen Courtion 1 und Altishofen 1. Beitr.Geol.Karte Schweiz (NF) 115.

FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. Erdöl und Kohle 12/8, p.605.

GLAUSER, A. (1959): Kluftsysteme im Malm der Lägern in der Umgebung von Baden. Eclogae geol.Helv. 52/2, p.853.

GOLDSCHMID, H.O. (1965): Die Geologie des Faltenjura zwischen Olten und Unterem Hauenstein. Diss.Naturwiss. Basel.

GRAMBERG, J. (1965): Axial cleavage fracturing, a significant process in mining and geology. Eng. Geol. 1/1, p.31.

GREEN, H. (1949): Industrial rheology and rheological structures. John Wiley and Sons, New York.

GRIGGS, D. (1939): Creep of rocks. Jour.Geol. 47, p.225.

GRIGGS, D. (1940): Experimental flow of rocks under conditions favoring recrystallization. Geol.Soc.Amer.Bull. 51/7, p.1001.

HAFNER, W. (1951): Stress distributions and faulting. Geol.Soc.Amer.Bull. 62, p.373.

HANDBOOK of physical constants, rev.Ed. (1966). S.P. Clark jr., Editor. Geol.Soc.Amer.Memoir 97.

HAUBER, L. (1960a): Geologie des Tafel- und Faltenjura zwischen Reigoldswil und Eptingen. Beitr. Geol.Karte Schweiz (NF) 112.

HEARD, H.C. (1963): Effect of large changes in strain rate in the experimental deformation of Yule Marble. Jour.Geol. 71, p.162.

HEARD, H.C. u. RUBEY, W.W. (1966): Tectonic implications of Gypsum dehydration. Geol.Soc.Amer.Bull. 77/7, p.741.

HILLS, E.S. (1963): Elements of structural Geology. Methuen, New York.

JAEGER, J.C. (1964): Elasticity, Fracture and Flow. Methuen, London.

JELLINEK, H.H.G. u. BRILL, R. (1956): Viscoelastic properties of Ice. Jour.Applied Physics 27/10, p.1198.

KELLER, W.T. (1922): Geologische Beschreibung des Kettenjuras zwischen Delsberger Becken und Oberrheinischer Tiefebene. Eclogae geol.Helv. 17, p.1.

KIENOW, S. (1942): Grundzüge einer Theorie der Faltungs- und Schieferungsvorgänge. Fortschr.Geol.Pal. 14, Heft 46.

KVAPIL, R. (1959): Zur Theorie der Gesteinszerstörung. Int. Gebirgsdrucktagung 1958, Leipzig. Akademie-Verlag, Berlin.

LAUBSCHER, H.P. (1961): Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. Eclogae geol.Helv. 54/1, p.221.

LAUBSCHER, H.P. (1965): Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. Eclogae geol.Helv. 58/1, p.231.

LINDER, A. (1964): Statistische Methoden für Naturwissenschafter, Mediziner und Ingenieure, 4. Aufl. Lehrbücher und Monographien, Mathematische Reihe Band 3, Birkhäuser, Basel.

LINIGER, H. (1925): Geologie des Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier. Beitr.Geol.Karte Schweiz (NF) 55/4.

LLOYD, A.J. (1964): Cover folding in the Sonmartel Chain (Jura Neuchâtelois). Geol.Rds. 53/2, p.551.

MACDONALD, G.J.F. (1953): Anhydrite-Gypsum equilibrium relations. Amer.Jour. of Science 251, p.884.

MOHR, F. (1963): Gebirgsmechanik. Hübner Verlag K.G., Goslar.

MOHR, O. (1914): Abhandlungen aus dem Gebiete der technischen Mechanik. 2. Aufl. Ernst, Berlin.

v.MOOS, A. und DE QUERVAIN, F. (1948): Technische Gesteinskunde. Lehrbücher und Monographien. Mineralogisch-geotechnische Reihe, Band 1, Birkhäuser, Basel.

MÜLLER, L. (1963): Der Felsbau, 1. Band. Enke, Stuttgart.

MÜLLERRIED, F. (1921): Klüfte, Harnische und Tektonik der Dinkelberge und des Basler Tafeljuras. Verh. naturh.-med.Vereins Heidelberg (NF) 25/1. Mitt. u. Arb. aus dem Geol.Inst.d.Univ.Heidelberg (NF) Nr. 59, p.1.

NABHOLZ, W.K. (1956): Untersuchungen über Faltung und Klüftung im nordschweizerischen Jura. Eclogae geol.Helv. 49/2, p.373.

NADAI, A. (1931): Plasticity. McGraw-Hill.

NADAI, A. (1950): Theory of flow and fracture of solids. McGraw-Hill.

OERTEL, G. (1965): The mechanism of faulting in clay experiments. Tectonophysics 2/5, p.343.

PATERSON, M.S. (1958): Experimental deformation and faulting in Wombeyan Marble. Geol.Soc.Amer.Bull. 69/4, p.465.

PATERSON, M.S. u. WEISS, L.E. (1961): Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks. Geol.Soc.Amer.Bull. 72/6, p.841.

PHILIPP, H. (1938): Ergebnisse feintektonischer Untersuchungen im südlichen Baden und im Jura. Jhber. u. Mitt.oberrh.Geol.Ver. (NF) Nr. 27, p.141.

PHILLIPS, F.C. (1954): The use of stereographic projection in structural geology. Edward Arnold, London.

RAST, N. (1966): Recent trends in geotectonics. Earth-Sci. Rev. 2/1, p.1.

RAMBERG, H. (1959): Evolution of ptygmatic folding. Norsk geol.Tidsskrift 39, p.99.

RAMBERG, H. (1960): Relationships between length of arc and thickness of ptygmatically folded veins. Amer.Jour. of Science 258, p.36.

RAMBERG, H. (1964): Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties. Tectonophysics 1/4, p.307.

ROS, M. u. EICHINGER, A. (1928): Versuche zur Klärung der Frage der Bruchgefahr, II. Teil. Diskussionsbericht Nr. 28, EMPA, Zürich.

SANDER, B. (1930): Gefügekunde der Gesteine. Springer, Wien.

SCHLAICH, E. (1934): Geologische Beschreibung der Gegend von Court im Berner Jura. Beitr.Geol.Karte Schweiz (NF) 26/1.

SHOUA, E.D. (1966): Effects of confining pressure on polycrystalline rock behavior analysed by rheological theory. Felsmech. u. Ing.Geol. 4/3, p.199.

STINY, J. (1929): Technische Gesteinskunde. Springer, Wien.

TURNER, F.J. u. WEISS, L.E. (1963): Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill.

TOBLER, A. (1905): Tabellarische Zusammenstellung der Schichtenfolge in der Umgebung von Basel. Basel.

VOGEL, H. (1934): Geologie des Graitery und des Grenchenbergs im Juragebirge. Beitr.Geol.Karte Schweiz (NF) 26/2.

WAGNER, G.H. (1964): Kleintektonische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses. Geol.Jb. 81, p.519.

WEGMANN, C.E. u. SCHAER, J.P. (1957): Lunules tectoniques et traces de mouvements dans les plis du Jura. Eclogae geol.Helv. 50/2, p.491.

WUNDERLICH, H.G. (1959): Planimetrische und volumetrische Einengung bei Faltungsvorgängen. N.Jb.Geol. Pal.Mh., p.168.

WUNDERLICH, H.G. (1962): Faltenstereometrie und Gesteinsverformung. Geol.Rds. 52/1, p.417.

ZIEGLER, M.A. (1962): Beiträge zur Kenntnis des untern Malm im zentralen Schweizer Jura. Mitt.Geol. Institut ETH u. Univ.Zürich, Serie c, Nr. 82.

Geologische Karten

Geol.Generalkarte der Schweiz 1:200 000, Blatt Basel-Bern (1942).

Geol.Atlas der Schweiz 1:25 000, Bl.92-95: Movelier-Soyhières-Delémont-Courrendlin (1930).

Geol.Spezialkarten:
- Nr. 24: L. ROLLIER: Carte tectonique des environs de Bellelay, 1:25 000 (1900).

- Nr. 73: F. MÜHLBERG: Geol.Karte des Hauensteingebietes, Waldenburg-Olten, 1:25 000 (1915).

L e b e n s l a u f

Ich, Hans Martin Wohnlich, Bürger von Egnach (Thurgau), wurde am 11.3.1934 in St.Gallen als Sohn des Hans Wohnlich, Bezirksstatthalter in Bischofszell, und der Maria Wiesmann geboren. Beide Eltern sind verstorben. Ich besuchte die Primar- und Sekundarschulen in Hohentannen und Bischofszell und die Kantonsschule in Frauenfeld, welche ich 1952 mit der Matura C abschloss. 1954 trat ich in die Eidg. Zollschule ein und war bis 1959 als Zollbeamter tätig, worauf ich das Vollstudium an der Universität Basel aufnahm. Ich legte Examina in den Nebenfächern Physik, Zoologie und Mineralogie-Petrographie ab. 1962 betätigte ich mich während einem halben Jahr als Praktikant bei einer Prospektionsfirma in der Bundesrepublik Deutschland. Die vorliegende Disseration wurde 1964 begonnen, sie wurde auf Veranlassung und unter der Leitung von Herrn Prof. H.P. Laubscher ausgeführt. Seit 1965 bin ich Assistent am Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Basel.

Während meines Studiums besuchte ich Vorlesungen und Uebungen von folgenden Dozenten: P.Baertschi, E.Baldinger, E.Baumgartner, P.Bearth, E.Bonjour, R.Conzelmann, M.Eichler, J.O.Fleckenstein, E.W.Flückiger, J.Haller, C.L.Hottinger, H.Huber, P.Huber, J.Hürzeler, H.P.Laubscher, P.Leepin, E.Miescher, W.K.Nabholz (Bern), H.Nüesch, A.Portmann, M.Reichel, K.Rossmann, E.Salin, H.Schaub, E.Schmid, U.W.Steinlin, W.Stingelin, A.Süsstrunk (Bern), L.Vonderschmitt, E.Wenk.